

华北地区地壳应力场

杨理华 李钦祖著



地震出版社



华北地区地壳应力场

杨理华、李钦祖 著

地震出版社

1980

内 容 提 要

本书第一章讨论了华北板块的边界带及划分标志,指出:华北板块的北界是阴山东西向褶皱断带;南界为秦岭、大别山褶皱断带;西界为贺兰山、六盘山褶皱断带;东界在海域内。第二章讨论了华北板块发生和发展的地质构造史,同时阐述了华北地区构造应力场的发育和演变。第三章比较详细地分析了震源机制、地震裂缝、等震线、大地测量等丰富资料,勾画出华北地区现今地壳应力场的轮廓,并讨论该应力场的成因。第四章分析讨论华北地震的主要特征及其应力场基础以及地震中长期预报的若干经验。

本书为应用基础性书,可供地震、地质、地球物理等专业工作者及有关专业师生参考。

华北地区地壳应力场

杨理华, 李钦祖 著

地 震 出 版 社 出 版

北京三里河路 54 号

北 京 印 刷 一 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行

各 地 新 华 书 店 经 售

*

787×1092 $\frac{1}{16}$ 8 $\frac{1}{2}$ 印张 212 千字

1980年12月 第一版 1980年12月 第一次印刷

印数: 0001—2,800

统一书号: 13180·87 定价: 0.92元

前 言

华北地区应力场的研究工作是在地震预报实践中发展起来的，它作为地震学科中的一个基础课题，正日益引起广泛的关心与重视。

地壳中应力与介质的矛盾决定着地壳的运动，当这种矛盾发展到一定激化程度，便使一定部位的地壳运动表现为突然破裂而形成地震。因此，要认识地震的规律，要实现地震的预测预防，都不能不研究地震活动的应力场基础。

华北地区的应力场，在地质时代里有其发展演变的历史，在目前，尤其是在大地震发生时，有其特定的表现形式。作者的愿望是在研究华北地区应力场的历史与现状，研究它和地震活动的关系，从而在探索地震预报途径的工作中，尽自己一点微薄力量。

自从一九六六年邢台地震以来，在华北构造区内发生了一系列大地震。十多年来，华北地区的地震工作，同国内其他地区相比，开展的较多。这些大地震的现场和地震预报的实践，为应力场的研究提供了宝贵资料。但是，由于应力场的研究工作是近年才开展起来的，资料还不够齐全和系统，同时，作者的学术水平也有限，所以书中给出的结果基本上是粗线条的。对书中的缺点、错误，欢迎批评指正。

本书第一章和第二章是杨理华写的，第三章和第四章是李钦祖写的。靳雅敏、于新昌参加了资料整理工作；赵喜柱、张振江参加了部分图件的编绘工作；刘茜、刘德林进行了图件的清绘；另外，有许多热心的同志在本书完稿中也做出了努力。

书中所指的“华北地区”，不是“华北行政区”，而是地质构造上的“华北板块区”。该区的大致范围：北界是阴山东西向褶断带，南界是秦岭、大别山褶断带，西界为贺兰山、六盘山褶断带，东界在郯庐断裂以东（推测在海域内）。

本书在写作过程中引用兄弟单位工作成果时，有些提法根据作者的理解作了更动，有些提法如“华北平原”、“华北沉陷区”、“山西隆起区”等则保留了，用意是为了阅读参考方便。无论是改动的还是照引的提法，若有欠妥之处，均望予以谅解。

目 录

前 言

第一章 华北板块地质构造特征	1
第一节 华北板块的划分	1
第二节 华北板块的深部构造	13
第二章 华北板块构造应力场的发育和演变	33
第一节 构造应力场分析的原则和方法	33
第二节 太古代、元古代构造应力场	34
第三节 古生代构造应力场	39
第四节 中生代构造应力场	41
第五节 新生代构造应力场	44
第六节 现代构造应力场	62
第七节 唐山地震区现代构造应力场	69
第八节 简要的归纳	77
第三章 华北地区的现今地壳应力场	82
第一节 华北地区的震源机制	82
第二节 华北地区大地震的构造裂缝	91
第三节 华北地区大地震的等震线	97
第四节 华北地区的大地测量成果	101
第五节 结论和讨论	106
第四章 应力场的研究在地震预报中的意义	111
第一节 华北地区地震活动的总体特征	111
第二节 华北地区地震中长期预报的基本经验	130
第三节 关于华北地区地震前兆基础的讨论	130

第一章 华北板块地质构造特征

第一节 华北板块的划分

一、几个概念问题

(一) 大陆板块的划分

勒比雄 (Xavier Le Pichon, 1968) 在全球范围划分出来的六大板块的名称是: 1. 太平洋板块; 2. 亚欧板块; 3. 印度板块; 4. 非洲板块; 5. 美洲板块; 6. 南极洲板块。尹赞勋^[1]介绍了六大板块划分图, 并且谈到其中只有太平洋板块基本上完全是海洋; 其余五个既包括大片陆地, 也包括大片海洋。进一步研究又增加了一些大、中、小板块。在亚欧板块上曾分出东南亚板块。文献中还出现过几个小板块: 菲律宾、斐济、阿拉伯半岛、土耳其、爱琴、加勒比、可可等。李春昱^[2]、黄汲清^[3]都曾指出过我国境内存在多条板块构造边界接触带。日本人宫部直己^[4]以地形变为依据, 认为日本的地壳运动可以用许多小地块的形变来表示, 小块的范围可以由几十公里到十公里。这些小块的边界往往与地质构造线或断层相符合。它们的成因可能和大板块不尽相同, 但它们的边界构造活动轨迹和大板块有相似之处^[5]。

我国位于亚欧板块上。华北板块是古老的中国大陆上的陆地块体。在划分华北板块、尤其是内部小板块时, 完全按照全球性大板块划分的原则来要求是有困难的。其原因在于全球性大板块的划分源于海底的研究并以地幔对流、海底扩张为基础, 其活动规模和活动水平都有突出的显著特点^[6-10]。从海底钻探取出的岩心分析, 没有比中生代更老的沉积, 从而证明太平洋板块的海底扩张作用是中生代以后的事。由于洋底地质年代比较新, 遗迹保存比较完整, 尤其那些正在发育、发展中的板块构造, 有显著的地球物理、地质和地震活动特征可供人们去观测和研究。因此, 直到目前, 注意力多集中在海洋盆地和大陆边缘地带, 而对大陆内部的板块划分讨论极少。在陆地上划分板块比大洋区要复杂得多, 板块范围也要小得多, 留下来的遗迹也差得多。这在很大程度上是由于大陆地质结构复杂和地质历史久远, 板块构造边界带遭到后期构造运动的破坏和掩盖而造成的。因此, 在我国陆地上试图划分华北板块构造时, 应该针对陆地地学的特点, 而不必硬套海洋板块的全部内容。我们认为随着地质学、地球物理学、构造应力场和地震活动研究的逐步深入, 应该在人类生活的陆地上详细划分板块, 并且随着资料的丰富, 地壳构造还将赋予更新的概念。板块划分越来越细, 越来越小, 才能解决实际问题, 这是必然的趋势。

(二) 华北板块边界带的划分标志

根据华北板块的地质、地球物理和地震活动资料^[11-20], 可以肯定的说, 华北板块的地壳和岩石圈具有不均一性, 在垂直方向上表现为可以分层。这些由地表到地幔的各层是由许多界面分割的, 就华北板块而言, 由地表向下大致可分为: 1. 新生代松散沉积层; 2. 中生代到古生代沉积盖层; 3. 前震旦纪结晶基底; 4. 花岗质岩层, 下部为康氏面; 5. 玄武岩层, 下部为莫氏面; 6. 地幔, 分为上、下部。华北板块地壳和岩石圈介质在水平方向上可

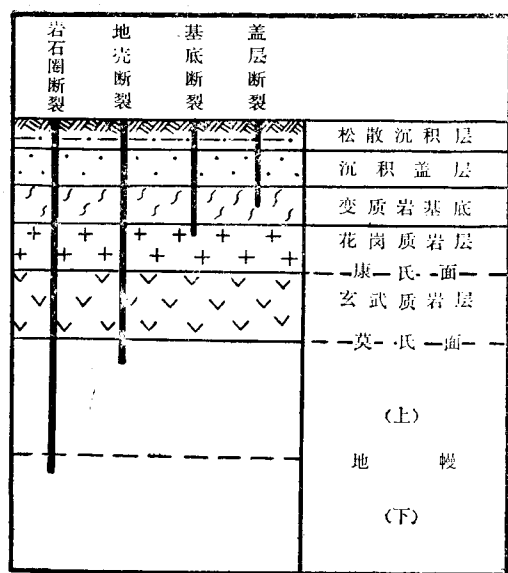


图 1-1 华北板块断裂分类及地壳结构分层示意图

以分块,分块可以达到不同的深度。根据对深部构造的研究,华北板块大型断裂带可以分为四种不同的深度:1. 沉积盖层断裂,深度在 10 余公里,穿过沉积盖层的下界;2. 基底断裂,深度在 20 余公里以下,穿过康氏面;3. 地壳断裂,深度在 30—40 公里以下,达到上地幔;4. 岩石圈断裂,深度在上地幔以下。作为划分华北板块边界带的断裂至少应该是地壳深断裂,有的则是岩石圈断裂(图1—1)。

考虑到这样深部的大型断裂破坏了地质结构和岩石介质,在地质上必然有各种标志;而且它破坏了连续正常的地球物理场,也应当反映为地球物理异常带;还有一点值得提及的是,深断裂带是应变能的积累释放地带,也是地震活动地带。因此,综合起来可以概括提出划分华北板块边界带的三条标

志:

1. 地质构造带:包括地层的褶皱、断裂带,基性和超基性火成岩的侵入带,沉积建造截然划分带,新构造及现代构造活动带,高温低压或低温高压变质带,混杂岩带,张裂谷带,火山活动带等。

2. 地球物理异常带:包括重力梯度带,地磁异常带,地壳厚度转换带,深部地壳(包括康氏面和莫氏面)的隆起、凹陷、断裂带等。

3. 地震活动带:华北板块区大多数中强震和强震是沿深断裂带及其附近地带活动的,因此,5级以上地震沿深断裂带及其附近呈带状分布构成地震活动带。

我们综合以上三条标志作为划分华北板块及其内部小板块边界带的依据。

(三) 大小板块之间的运动

板块构造作为地壳和岩石圈的块体,随着构造运动的发展,大小板块出现相互之间从简单到复杂的运动。例如板块的俯冲作用在世界上最深可达 700 多公里,所达到的深度相当可观。因此,出现了震源深度为 720 公里的印尼地区地震。华北板块边界带,都是陆壳的古老接触带和张裂带,形成了不同地质时代的地缝合线和张裂谷。研究地质历史上形成的、目前尚在持续活动的块体之间的运动,包括俯冲、仰冲、升降、旋转、扭动、挤压、拉开等,以及它们之间错综复杂的运动,目的在于探索板块边界带附近应变能积累、释放和发震的规律。这些构造块体的运动,用板块运动来称呼,更能表达其运动方式。因此,我们需要研究板块运动和它的边界带的应力场。由于板块边界带是地震活动带,尤其是两个板块边界带(两条地震活动带)的交会和接触处,加强了地震活动性。因为两条地震带中的任何一带地震活动增强时,都会影响到交会和接触地段。如果交会的两条地震带上地震活动都增强了,更会影响到交会和接触的应力集中区,而使其地震活动性增强,成为强震发生的危险区。

二、华北板块周围边界及其内部小板块的构造边界带

讨论构造区划分的目的是研究地震预报问题。和地震活动关系密切的是喜马拉雅运动以来形成的、与板块构造边界带有密切关系的新构造格架,它应该是划分构造区的主要依据。而那些中生代以前的地质历史久远的地壳运动及其产物,虽然是新构造运动的基础,但如果至今没有某种形式的复活,它毕竟是地质历史舞台上的匆匆过客,对研究地震来说不再是主角了。例如:在地质历史上中生代以前,鄂尔多斯和山西是两个独立的地台,喜马拉雅运动期山西中部分裂了,山西隆起区轴部产生一系列断陷盆地,并在后期形成频度高强度大的山西地震带。其后期的地壳运动,在鄂尔多斯和山西西部并没有任何构造带和地震带分割,而是一个整体。为此,我们突破地质历史的束缚,把山西一分为二,西部划入鄂尔多斯称为晋西鄂尔多斯板块。

华北板块的北界是阴山东西向构造带;其南界为秦岭、大别山构造带;西界为贺兰山、六盘山构造带;东界在郯庐断裂带以东,推测在海域内。

在华北板块内部还有从西到东的四条北北东向的小板块边界带,它们是:①山西断陷带;②太行山山前断裂带;③沧东断裂带;④郯庐断裂带。因此,在华北板块内部又出现五个小的板块:①晋西、鄂尔多斯板块;②晋冀板块;③冀中板块;④冀鲁板块;⑤辽鲁板块。以上的划分请看图(1-2)。下面分别讨论各边界带及各板块构造的主要特征。

(一) 华北板块的周围边界带

1. 阴山东西向褶断带。从构造应力场角度看,阴山构造带是南北向压应力形成的古老褶断带。自西而东包括大青山、阴山、燕山、千山等一系列东西向大断裂、褶皱带及岩浆体组成,长期以来控制着华北北部地质发展和地壳活动。从有关资料^[16,17]看,这是一个古老而复杂的构造带。

阴山构造带北部从白云鄂博、化德以北经赤峰到阜新一带;中部为张家口、赤城、承德、朝阳连线与“内蒙地轴”分开;南部边缘与华北平原北部毗连,形成一个近东西走向的地带,就是耸立在华北板块北部的著名的阴山山脉。这个构造带南北边界宽窄变化很大,东部最宽处其南界达到滦县、昌黎一带,而在内蒙古河套一带则变得很窄。

本带主要为震旦纪的沉降区,震旦纪的构造和古地理发育轮廓奠定了以后的构造发展方向。其基底为五台运动形成。震旦纪与前震旦纪之间的吕梁运动,使河北北部燕山一带的前震旦纪地层产生了强烈褶皱和断裂,并伴随有大量的岩浆侵入和变质作用,构造线主要呈东西向。寒武纪和奥陶纪时,古地理环境变化不大。中奥陶纪以后整个地区上升为陆。直到中、上石炭纪再次接受海侵并形成海陆交互的煤层。二迭系为陆相沉积,但各地厚度不一,说明了地壳分异运动显著。三迭纪时北京西山地区沿断裂常有辉绿岩侵入。侏罗纪在内陆断陷中有煤系堆积。侏罗白垩纪时,上升的内蒙地轴与燕山构造带交接处,发生巨大的断裂错动,沿断裂带常有断续的岩浆岩分布。著名的燕山运动起源于本区。岩浆的活动规律是开始为基性、渐为中酸性、最后为基性喷发。北京西山地区三迭系中夹有辉绿岩、蛇纹岩,中侏罗系夹安山流纹岩,在第三纪时出现玄武岩。第三纪时,燕山北部沉降幅度小,仅形成30米厚的砂砾岩沉积;向南部一般形成140米厚的砂岩、粘土岩沉积。这时,北京西山地区沉降幅度最大,形成厚达260米左右的沉积。

根据张兆忠等的研究,在太古代凌源—冀东—张家口一带为深变质带,有紫苏斜长片麻岩、紫苏辉石(或二辉石)麻粒岩广泛出露,变质程度达麻粒岩相。现在的清源—凌源—迁西—张家口—包头一线有一条近东西向的古岛弧系,称北弧系。华北板块的北部边界有一条近

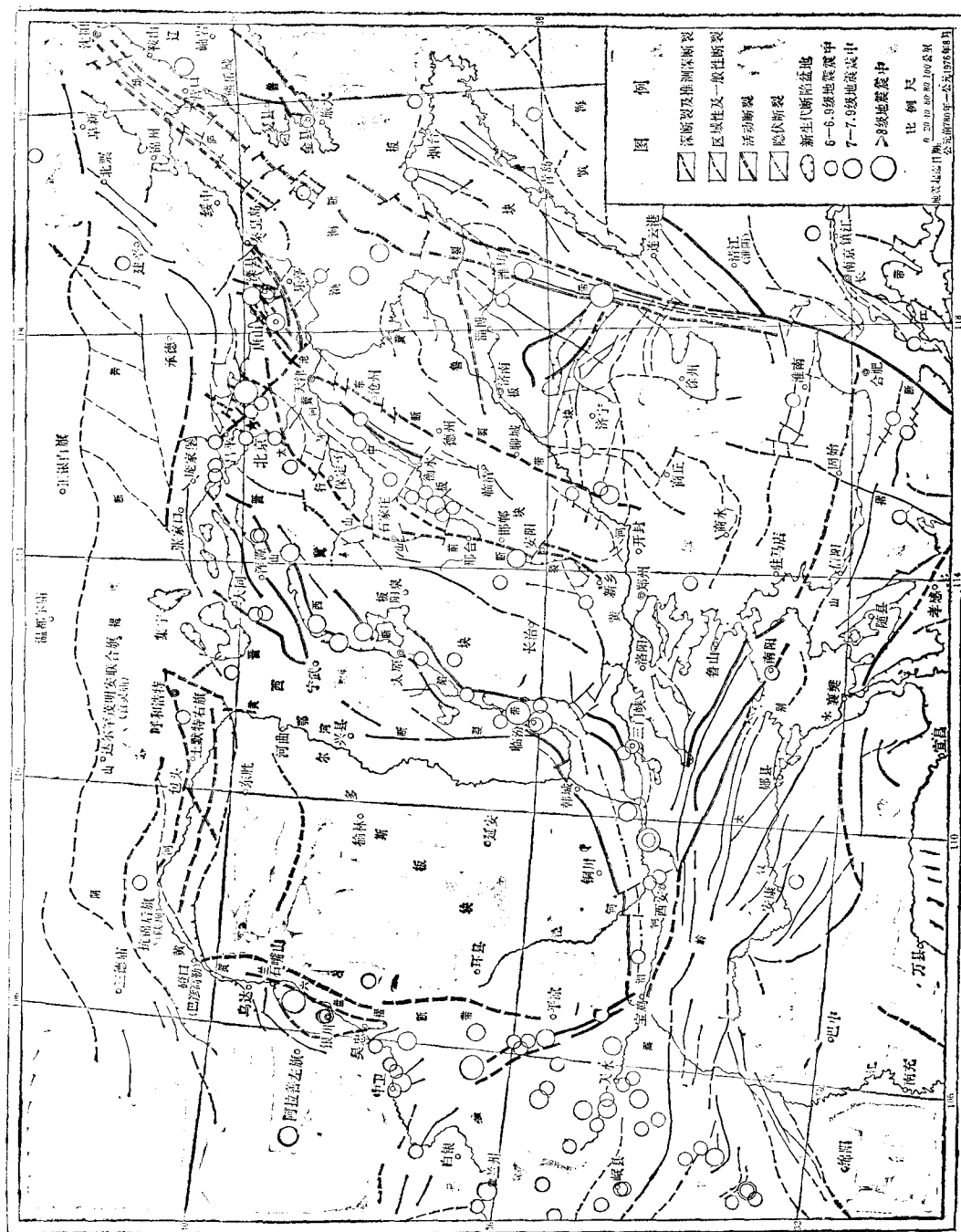


图 1-2 华北板块构造与强震震中分布图

东西向的、向南倾斜(向华北)的古板块俯冲消减带。因此,华北板块的北界是古板块的边界带,是元古代时期的板块接触带,称华北板块北部缝合线。

在地球物理场方面,阴山东西褶断带也是地球物理异常带。从航磁异常看,大致沿北纬 39° — 40° 线以北,沿着燕山、大青山、河套平原一带,区域磁异常呈东西向展布,好象一条屏障横亘于华北板块的北缘,宽200—300公里,长达1000公里以上,称为东西向区域磁异常带。在东部遵化、迁安、承德、平泉的广阔区域内,次一级的东西向磁异常呈紧密排列的窄带状,宽20—30公里,正负相间。在西部,临河、集宁、鄂托克旗、清水河地区也是一个次一级东西向磁异常紧密排列带,宽从北部的20公里到南部的50公里,亦是正负相间。这个异常区大部分被沉积盖层所覆盖,但在此异常区东缘的旗下营、集宁以南,和林格尔以东有古老变质岩系出露。在辽东半岛的辽阳一本溪一线以北地区,航磁异常为紧密排列的线状,幅度变化强烈。异常走向由东向西逐渐转为北东向。辽阳一本溪一线以南地区,磁场变化较为平缓,基本上是负磁异常为背景的近东西向区域异常带。两者之间可能以深断裂相隔。从布格重力异常图看,阴山构造带上为东西向的重力梯度带,反映着此带深部物质和深部结构与南北两侧不同。陶国宝根据重磁场数字处理结果,指出沿蓟县、三河、怀柔、延庆、宣化以及宝坻、宁河、渤海一带还有显著的北西向异常带存在。此带以东,异常基本为东西走向;此带以西,为北东向。通过深部构造探查,本区地壳厚度大约在40公里左右,并且沿此带康氏面 and 莫氏面呈弱隆起,局部地区有基底和地壳深断裂,断距可达数公里。

国家地震局地质研究所利用重力资料推断了华北平原北部地壳构造的基本特征。从张家口、赤城、承德、朝阳一线以南到密云、蓟县、丰润、迁西一线之间,在大地构造上属于阴山褶断带内的燕山褶断带。基底褶皱和构造断裂的方向基本上呈北东东向。计算出来的深部异常走向和本区的构造走向完全一致。由此往南地壳厚度从40公里降到37公里左右。在迁西、兴隆、宽城一带,上地幔呈现隆起—凹陷—隆起三个局部变化区,它们的长轴走向都近于北东东向。人工地震资料给出这个地区的地壳厚度为35—40公里,与重力资料相似。

在地震活动方面,阴山褶断带上的较大地震大多集中在南部边缘。在北京以西有1934年1月21日五原县 $6\frac{1}{4}$ 级地震,1929年1月14日土默特左旗6级地震,1976年4月6日和林格尔6.3级地震,1920年7月12日怀来 $6\frac{3}{4}$ 级地震,1337年9月8日怀来 $6\frac{1}{2}$ 级地震,1484年1月29日延庆 $6\frac{1}{4}$ 级地震;在该带上还有1942年7月9日科尔沁左翼右旗6级地震,1941年1月19日库伦旗以西6级地震,以及东部的1774年铁岭破坏性地震。在阴山褶断带南侧东端有1290年9月27日宁城 $6\frac{1}{2}$ 级地震,1976年7月28日唐山7.8级地震,1624年4月17日滦县 $6\frac{1}{4}$ 级地震,1976年7月28日滦县7.1级地震,1945年9月25日滦南 $6\frac{1}{4}$ 级地震等。历史上这样多的大地震在阴山褶断带及其南缘发生,充分说明它是一个地震活动带。

2. 秦岭、大别山褶断带。根据近年来的研究成果,可以概括这个构造带的主要特征如下。

在地质构造上,黄汲清先生等^[3]把秦岭划分为四个平行的褶皱带,从北往南为① 杨子褶皱带(秦岭地轴);② 华力西褶皱带;③ 印支褶皱带;④ 加里东褶皱带。并认为秦岭北缘为一深断裂,它是华北板块的南界。李春昱先生^[2]在讨论秦岭东西构造带的构造组合时,详细地介绍了秦岭构造带。秦岭大断裂带全长1700多公里,西起青海湖之南,向东经甘肃、陕西、河南南部,向东南沿大别山北麓,直达铜陵附近。其间在成县、徽县、天水以东地区

被南北构造带的龙门山和六盘山所切割，在太白山为侵入岩所冲断，在商县、商南以至南阳一带，为第三系覆盖，但断裂迹象仍可追踪。由于秦岭在地质历史上的分割，南部为地槽型沉积，北部为地台型沉积。这种分割的构造原因，可能是板块分界线，理由是：① 西秦岭有混杂堆积；② 蓝片岩带，是板块俯冲带上的低温高压变质带，延长 200 多公里，经过东秦岭陕西山阴境中村，东经商南以南的赵川、大小苇园，更东到河南的淅川、内乡以至南阳的独山；③ 侵入岩及喷出岩，在仰冲板块上，由俯冲带部分熔融上升的岩浆透过仰冲板块的大陆地壳而生成。④ 秦岭以北的西安附近有新生代渭河深断裂，也是板块俯冲的痕迹。西秦岭最后一次的俯冲带发生在三迭纪以后。⑤ 古地磁资料说明，秦岭之南的四川盆地与北侧的鄂尔多斯盆地可能有差别。

最近叶大年等通过对河南海西变质带东段的信阳高压低温变质带中多硅白云母（3T 和 2M 型）及 C 类榴辉岩的研究，认为 3T 型多硅白云母是消减带变质作用的特征矿物，变质程度由北向南逐渐加深。而 C 类榴辉岩目前在世界各地都见于典型的板块消减带上，而大陆板块内部很少发现。因此，在华北板块南部边界带的信阳地区发现此类矿物，说明这个地区是中生代以前的古板块消减带。

根据上述，秦岭褶皱断带具备一个板块接触带的地质特征，华南板块沿秦岭深断裂带向华北板块下面多次俯冲。俯冲的时代为中元古代晚期、志留纪末期、三迭纪之后，延续至中生代末期。

在秦岭、大别山褶皱断带以东，北北东向的郯庐断裂带是一条重要断裂带，在庐江以北为华北板块地区，以南进入华南板块。在郯庐带西侧区域构造线为北西西或近东西向为主，当接近郯庐断裂带时，则转为北东向与郯庐带会合。

在华北板块以南是华南板块。造成华北和华南在地质发展史上巨大差别的原因，除了用板块边界来说明以外，目前还没有更合适的解释。

据物探结果，秦岭、大别山褶皱断带地壳厚度是南北两侧均薄。从布格重力异常图上看到，秦岭一带为明显的东西向异常带。重力资料也反映大别山区是一个均衡补偿不足的重力低带，莫氏面和康氏面均呈凹陷，地壳厚度为 40—42 公里。从秦岭到大别山的莫氏面深凹陷（即地壳增厚地段）的北侧鲁西地区不足 20 公里，合肥为 35 公里。其南部的武汉为 36 公里。

航磁测量结果，在秦岭北坡，从宝鸡到西安以东转向大别山北麓，有一条近东西向的负磁异常轴线；在宝鸡和汉中之间通过一条巨大的正磁异常轴线带；在大别山区，同样是一个线形的正磁异常带。与秦岭、大别山构造带走向一致。

在地震活动方面，沿秦岭褶皱断带有一系列历史大地震发生，如 1556 年 1 月 23 日的陕西华县 8 级地震，1654 年 7 月 21 日天水 8 级地震，1718 年 6 月 19 日甘肃通渭 7½ 级地震，1879 年 7 月 1 日甘肃武都 7½ 级地震，1501 年 1 月 19 日大荔 7 级地震及 1573 年 1 月 10 日岷县 6¼ 级地震；在东部大别山区，如 1932 年 4 月 6 日麻城 6 级地震，1652 年 3 月 23 日霍山 6 级地震等一系列大地震。因此，秦岭、大别山褶皱断带也是地震带。

3. 贺兰、六盘褶皱断带。该带为华北板块的西部边界带，是我国巨大的南北构造带的北段。南北构造带是我国东西两部分在地质上的分界线，对中国地壳发育有重要作用。构造带的东侧主要为地台区，以中生代燕山期火成岩活动为主，构造线呈北东、北北东向，地壳厚度小；西侧主要为地槽区，以古生代加里东期火成岩活动为主，构造线呈北西西、北西向，地壳厚度大。说明由南北带分开的我国东西两部分在地壳活动性、火成岩分异时间、构造受力

方向和深部地壳结构上均有不同。贺兰、六盘褶断带除具有上述共同特点而外，还有自己一系列独特之处。

贺兰山位于鄂尔多斯地台以西、阿拉善地台以东的南北向狭长地带。贺兰山区古生代是一个长期凹陷带，从震旦纪到侏罗纪一直为下沉区，沉积厚度达一万多米，其中石炭纪-侏罗纪地层就有 8000 米。这个复式背斜褶皱山，是燕山运动早期本区发生剧烈褶皱和断裂，并有酸性和超基性岩浆侵入活动形成的。中生代逆断层向东推掩。

六盘山区在震旦纪时就沉积了浅海地层，与下部变质岩为不整合接触；只是由于下白垩纪末期的隆起，经过侵蚀夷平，第三纪开始接受沉积，形成固原系。喜马拉雅运动中的第三纪末期使六盘山再次褶皱隆起。六盘山两侧第三纪沉积巨厚，湖相沉积厚达 2700 米。海西期火成岩出露在六盘山南缘西侧。

从贺兰、六盘褶断带上基性岩侵入体的零星南北向线状分布看，是深部物质上涌的迹象。贺兰山东侧深断陷的银川盆地的构造格局与秦岭北侧的渭河深断陷类似。贺兰、六盘山主体走向约呈北 30° 东分布，与西部的北西西走向的祁连山呈角度交接，亦可见它是构造上的醒目分界线。

在地球物理方面，贺兰、六盘褶断带是一个南北走向的重力梯级带，北部从石嘴山向南经贺兰山一带宽约 20 公里，向南在吴忠西南从牛首山开始梯级带不连续而向西错开，带宽加大到约 100 公里。在六盘山区重力梯级带最窄处约 50 余公里。当进入天水地区带宽已加大到 140 公里，并穿过秦岭西部。成都地震大队根据地球物理综合资料推断，贺兰、六盘褶断带以东的鄂尔多斯地区地壳厚度较薄，以西地壳厚度增大。所以贺兰、六盘褶断带也是地壳厚度的转换带。这种地壳厚度的突增，很可能与东西两个板块地壳的部分迭加有关，造成地壳迭加的原因，可能是板块的浅层仰冲的后果。

从地震活动看，贺兰、六盘褶断带也是一个地震活动带。沿贺兰山周围地区发生过 1739 年 1 月 3 日平罗 8 级地震，1709 年 10 月 14 日中卫 7.5 级地震，1561 年 7 月 25 日牛首山一带中卫鸣沙 7½ 级地震，及 1921 年 1 月 7 日盐池西北 6 级地震等 10 余次大地震。在六盘山及其邻近地区发生过 1920 年 12 月 16 日海原 8½ 级地震，1704 年 9 月 28 日陇县 6 级地震，1920 年 12 月 15 日隆德 7 级地震，1622 年 10 月 25 日海原 7 级地震，1352 年 4 月 18 日会宁 7 级地震，1306 年 9 月 12 日西吉 6½ 级地震及 1970 年 12 月 3 日西吉 5.7 级地震等。

以上，我们根据划分华北板块边界带的三条标准，讨论了华北板块的周围边界带特征。下面介绍华北板块内部的小板块边界带。这里需要指出的是，小板块边界带虽然也具备三条标志，但它们之间不是俯冲或仰冲带，而往往是具张裂谷性质的构造带。这一点可以从小板块开始形成时是断陷盆地带和地堑、地垒式的向东陷落的同向正断层以及伴随新生代断陷盆地的张裂构造带而得到证实。后来它们虽再遭挤压，但并未改变其张裂谷的基本特征。小板块边界带均呈北北东向展布。

(二) 华北板块内部的小板块边界带

1. 山西(隆起区)断陷带。在古生代构造发育基础上，燕山运动使本区地壳构造发生巨大变化。当时，由于北西-南东向的压应力场的作用，造成规模很大的逆断层和逆掩断层带，控制着后期新生代断陷盆地的边界。新生代以来，在深部挤压的情况下，由于隆起区的轴部表层张裂而产生平移正断层，在垂直沉降运动的伴生下，出现了断陷盆地。这些平移正断层主要继承了前期的断层破裂带而产生迴返作用，同时还产生了新构造期的断裂。在山西隆

起区的各断陷盆地周围，从南部运城到北部大同一带，有一系列不同时期的超基性岩、基性岩侵入体，在大同地区还见有第四纪玄武岩。在山西的许多断陷盆地的边缘和内部可以看到新生代断层。在运城、临汾、太原、怀来各盆地均可见典型的剖面(图 1-3)。

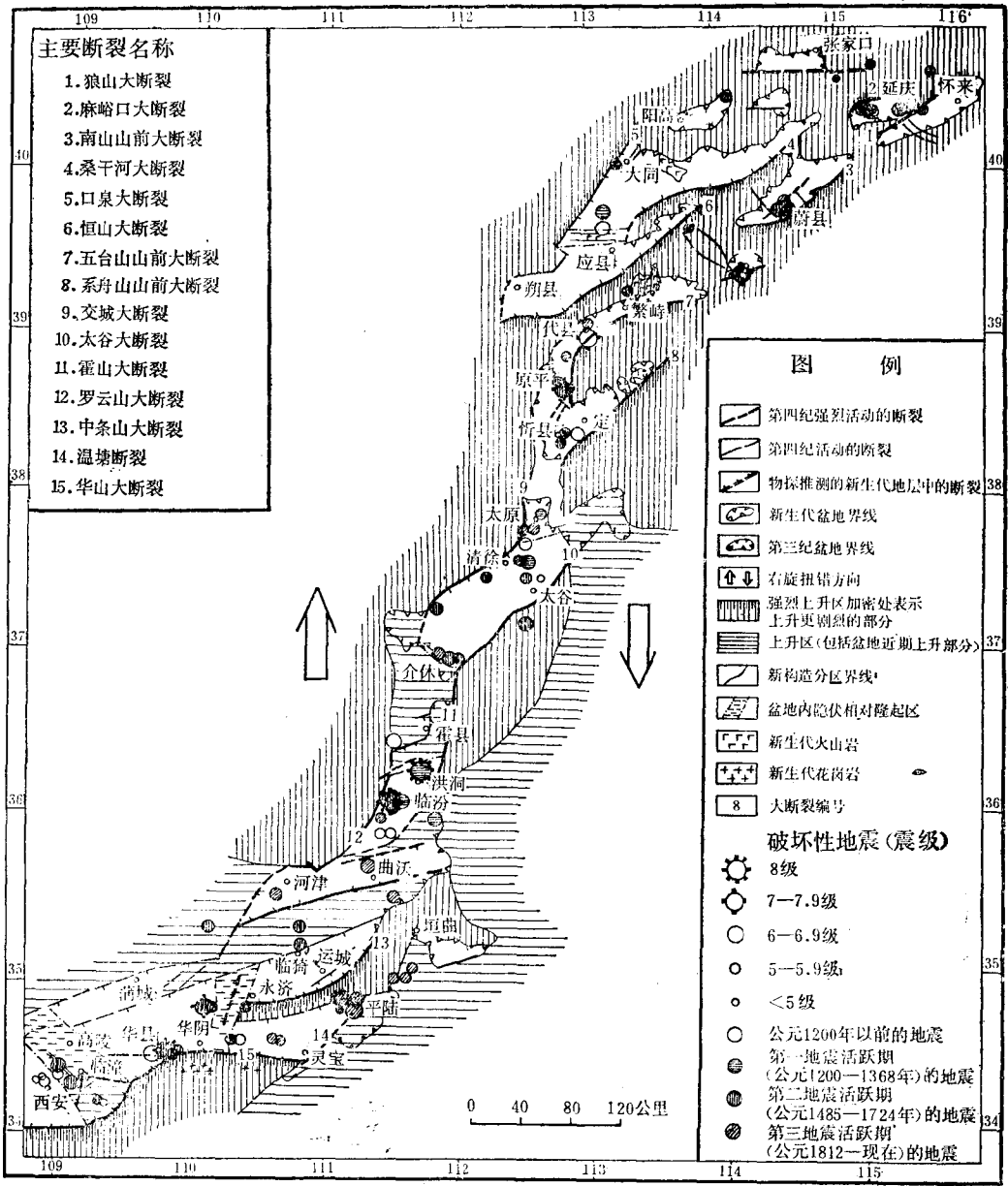


图 1-3 山西隆起区断陷地震带地质略图(据邓起东等补充)

山西雁列式断陷带的新生代断陷，是从南北两端开始形成的。首先在北部把原属于阴山东西褶断代上的怀来、延庆盆地断开，并夺取它成为山西断陷带的组成部分，和蔚县、大同盆地一起，堆积了老第三纪地层；与此同时，在南段渭河、灵宝、运城等盆地即已开始形成。

堆积了巨厚的老第三纪地层。第四纪至今各盆地仍在继续着差异程度彼此不同的活动。

山西断陷带各盆地在新生代形成时期的应力场为右旋扭错，这与现代观测资料和震源机制结果是一致的。

在布格重力异常图上可见，断陷盆地带位于布格异常的交界带上，而每个主要盆地，又是小区域异常中心。在航磁图上，临汾以南为北东走向的负磁异常轴线，太原至大同方向为磁异常特征畸变带，大同附近到怀来盆地又是负磁异常轴线。山西隆起区的地壳厚度 40 公里左右。

从历史地震活动的频度高、强度大、震源浅、破坏性严重来看，山西地震带是我国著名的活动带之一。从有记载的公元前 231 年（秦始皇 16 年）起到现在，山西境内发生 $M_s \geq 5$ 级地震共 63 次，其中 8 级地震 2 次，7—7.9 级地震 4 次，6—6.9 级地震 10 次，5—5.9 级地震 47 次。单是 7 级以上地震从南到北计有：1303 年 9 月洪洞—赵城 8 级地震，1695 年 5 月临汾 8 级地震，1683 年 11 月原平 7 级地震，1030 年 1 月忻县—定襄 $7\frac{1}{2}$ 级地震，512 年 5 月代县 $7\frac{1}{2}$ 级地震，1626 年 6 月灵邱 7 级地震等。

2. 太行山山前断裂带。它是分割西部隆起和东部平原的边界构造带。在河南修武、淇县以南潜于沉降平原的更深处，并被其他方向断裂切割而向西转向；向北经邯郸到邢台至石家庄，走向为北北东，从石家庄开始转为北东向，向保定、涿县方向延伸；在北京附近分为两支，因交会而插入阴山东西褶断带。断裂带西侧的太行隆起带，主要是前震旦纪变质岩及下古生界复式背斜。背斜顶部中生代沉积基本缺失，新生代继续隆起并产生断陷。

在太行山山前断裂带上的汤阴、安阳地段，有深陷的中新生代地堑型盆地，呈南北向狭长形，长约 150 公里，宽仅 10—20 公里。中新世沉积厚度约 2000 米。河南省地质局用电法测得标志层反映奥陶系顶板深 2000 米，是一个第四纪以来还有活动的断陷盆地。地堑西侧断裂南起新乡经淇县、安阳以西至磁县以北，向北延至邯郸至邢台沙河一带；东侧断裂南起延津经淇县、汤阴以东至临津以北。在汤阴地堑两侧断裂之上，重磁异常等值线呈密集的北北东向延伸，梯度很陡。在地堑断裂之间，沉积突然增厚，东侧断裂之西的汤 1 井孔深 1030 米穿过白垩系，而在邻近断裂东侧的汤 2 井孔 309 米见到震旦系变质岩。说明汤阴地堑是一个活动性较大的构造地堑盆地。

地堑西侧断裂构成太行山断裂的主干，向北有分支断裂穿过邢台以东经隆尧、宁晋以西往束鹿以北延伸。在分支断裂上，出现束鹿新生代断陷盆地，盆地内新生代最大沉积厚度为 2200 米。

沿太行山山前断裂带及邻近地区，有一系列新生代玄武岩断续分布，出露地点有井陉雪花山，微水秀林东山、红土墙、庙墙，临城竹壁蛤蟆桥，武安阳邑，汤阴淇河流域的黑山头 and 鹿楼等地。沿断裂带还有一系列温泉分布。

从布格重力异常图上看，由河南中牟、开封向北经汲县、淇县、鹤壁汤阴、安阳、磁县、武安、邢台、石家庄一段为北北东向重力异常带，东侧为重力高，西侧为重力低值带；从石家庄开始，呈北东向沿着保定、徐水、定兴、房山以西通过，与阴山重力梯级带相交。太行山山前断裂带两侧明显的重力异常，反映了这个断裂带是一个深部构造界限。据航磁异常资料反映，太行山山前断裂的石家庄以南地段，为北北东向磁异常特征畸变带；石家庄以北地段向保定方向为北东向的异常。地壳测深得到的地壳厚度资料指出，此带是地壳厚度转换带，以东莫氏面深度为 34 公里，以西的太行山隆起上，莫氏面埋深增至 40 公里。大地电磁测深

资料也表明,太行山山前断裂已错断了莫氏面,因此至少是地壳断裂。

沿此断裂带附近(包括分支断裂附近)历史上发生过一系列大地震,从南到北有:1830年磁县7.5级地震,1966年3月8日邢台6.8级地震、3月22日7.2级地震,1057年固安6¼级地震等。近年还有行唐、灵寿地区的小震活动。

3. 沧东断裂带。这是燕山运动以来长期发育的活动断裂带,展布于华北板块平原中的沧县隆起的东侧,为沧县隆起和黄骅凹陷的构造分界线。在地理位置上,南部从菏泽、范县、聊城、德州以西经东光、南皮、泊镇、沧县向东北过天津以东到宁河附近,由宁河、昌黎断裂开始与燕山褶断带交会,以北东向的唐山北部断裂、宁河-唐山断裂和滦县断裂三条活动断裂插入唐山、滦县地区,构成构造交会地带。沧东断裂带由一系列正断层组成,只在局部被横向或斜交断裂切割。喜马拉雅运动以来有强烈活动,断裂以东大幅度沉降,致使断裂东侧的黄骅凹陷下沉区剧烈下沉,新生代沉积最大厚度可达9000米。本断裂带在燕山运动及后期还有火成岩及火山活动。

沧东断裂带是重力梯度带,宽30—50公里。沧州一带也是一个北东走向的上地幔隆起区,地壳厚度34公里。德州一带地壳厚37公里。在某些地段也存在着正磁异常轴线带。根据国家地震局物探队地壳测深资料,沧东断裂带通过的唐山地区,莫氏面和康氏面均被错断,断距达2公里。断裂带附近莫氏面、康氏面还有隆起。这一切都证明沧东断裂带是一个很深的、长期活动的地壳断裂。

沧东断裂带上的地震有1069年1月18日沧县一带4¼级地震,1625年4月沧县5级地震,1704年9月18日东光、南皮一带5½级地震,1893年2月23日沧县5级地震,1974年12月15日宁河4.1级地震等。在交会区内有1970年5月25日丰南4.8级地震,1935年1月唐山4¼级地震,1562年滦县5级地震,1624年4月17日滦县6¾级地震,1795年滦县5½级地震,1945年滦县6¼级地震,以及1976年发生的唐山7.8级地震,滦县7.1级地震,宁河6.9级地震和一系列余震。由此看来,沧东断裂带也是一个地震活动带。

4. 郯城—庐江断裂带(简称郯庐断裂带)。它是我国东部最大、最深的一条断裂带。合肥工业大学徐嘉炜最近的资料提到,它截切东亚大陆。从皖苏鲁地区的郯城、庐江地带开始,向东北经山东沂沭地带、越渤海到下辽河;再向东北沿浑河至桦甸、郭化、密山可达黑龙江;向南顺大别山东南麓可延至湖北广济。由于郯庐断裂带从东部切过整个华北板块,因此,对华北构造发育有很大影响。

断裂带主体方向为北10—20°东,宽20公里至50公里不等。在华北地段呈地堑地垒状隆起。断裂带上见有明显的动力破碎和变质现象,出现高压低温变质带。在张八岭地区出现宽达50公里的动力变质带,属绿片岩相;张八岭管店一带也出现有蓝闪石,在大别山东南岳西、太湖地带出现蓝闪石变质带,宽达5—7公里。山东沂沭地带白垩纪王氏组经强烈变动产生宽达数百米的揉褶带。

徐嘉炜的工作结果还认为,郯庐断裂带是一条左旋平移断层,根据太古界组成的鲁西—辽北隆起的中心线错开而得出的最大平移错动为740公里。

郯庐断裂带通过华北地段主要经过山东省境内,称沂沭断裂带^[19]。由四条北北东走向的深大断裂组成,从东往西分别为昌邑—大店深断裂、安邱—莒县大断裂、沂水—汤头大断裂和郯郯—葛沟深断裂(图1-4)。沂沭断裂带是在泰山群基底上,受胶东前震旦纪地槽的造山作用的影响发展起来的。自中元古代以来这个带是一条重要的沉积岩相带和地壳厚度的

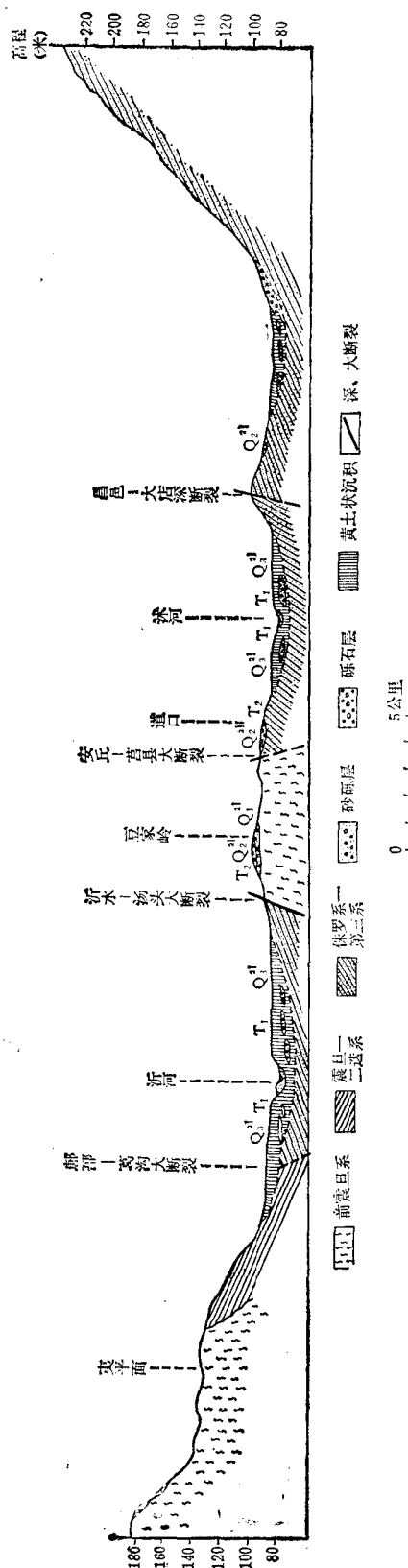


图 1-4 临沂汤头地区地貌第四纪地质综合示意图

转变带。中生代时期随胶东地区发生强烈开裂。该带首先是强烈的中基性岩浆喷发 (K_1) 继之形成中间夹有一个地垒、两侧各有一个地堑的裂谷带, 堆积了类磨拉石建造 (K_2)。断裂带是在燕山运动中最后形成的, 具有左旋压扭性质, 其受力方式为北西—南东方向挤压。新生代初期, 深断裂带的受力状态发生了改变, 使中生代的左旋压扭断裂转变为右旋张扭性质, 并具张裂谷的特征。新生代中后期, 这条张裂谷型断裂再受近东西方向的挤压, 甚至使白垩纪地层逆掩到第四纪地层之上。东西向挤压作用延续至今。

沂沭断裂带是一条狭长的北北东向重力梯度带。在航磁资料上反映为异常特征畸变带。中国科学院地质研究所根据横切沂沭断裂带七个测点的大地电磁测深的部分结果, 推测莫氏面深度为 35—37 公里左右, 有一深界面约 70 公里, 其下为上地幔电导层。如果把临沂地区七个测点的测深结果作一比较可以看出, 以昌邑—大店断裂为界, 沂沭断裂带以东的胶东地区, 上地幔电导层出现于 300 公里以下, 而其西侧仅 70 多公里, 表明断裂规模大, 已深入上地幔。

郯庐断裂带通过的鲁渤辽地区, 发生过的大地震有 1668 年 7 月 25 日临沂 8½ 级地震, 公元前 76 年 6 月 1 日安丘 7 级地震, 1829 年 11 月 19 日临朐 6 级地震, 1969 年 7 月 18 日渤海 7.4 级地震, 1922 年 2 月 29 日渤海 6½ 级地震, 以及此断裂带与阴山褶皱带交会区内的 1975 年 2 月 4 日海城 7.3 级地震等。

由以上资料看来, 郯庐断裂带是一条规模巨大的岩石圈深断裂, 也是一条裂谷型板块分界线。

(三) 华北板块内部的五个小板块

上面, 我们讨论了华北板块的周围边界带和其内部小板块边界带, 已经勾画了华北板块构造分区的轮廓。由于板块边界带是地震活动带, 而小板块内部除了有规模较大的活动断裂地带而外, 地震活动是相对稳定的。因此对每

个小板块内部，主要着重讨论喜马拉雅运动以来的地壳活动特征。小板块由西到东有：

1. 晋西—鄂尔多斯板块

它是新生代以来周围被断陷盆地和断裂所分割的板块。其北界为阴山褶皱带及其南缘活动断裂所伴随的河套、包头断陷盆地；南界为秦岑褶皱带北缘大断裂所伴随的渭河断陷盆地；西界为贺兰、六盘褶皱带东缘断裂所伴随的银川断陷盆地；东界为山西中部隆起区雁列式断陷盆地带。在这个板块内部有一条规模较大的黄河断裂，由山西蒲县到内蒙托克托这段黄河附近有一条明显的断裂线与东西向阴山褶皱带交会在南缘的包头内陆断陷盆地。喜马拉雅运动以来，这个板块处于缓慢的微弱上升之中，基本上是新生代的侵蚀、剥蚀区。由于地壳长期隐定，晋西—鄂尔多斯板块内部地震活动性很差。除靠近南北带在1921年1月7日盐池西北有一个6级地震而外，板块内部没有6级以上地震活动。6级以上强震都发生在其周围边界带及与它们伴随的断陷盆地内。

2. 晋冀板块

其西界为山西隆起区断陷盆地带，东界为太行山山前断裂带。其内部有一条从山西晋城至河北获鹿的北北东向断裂，沿和顺、昔阳以东通过。在这个规模较小的活动断裂带附近的昔阳、和顺一带曾发生过5级左右地震，属板块内部地震。这个板块在新生代以来有面积隆起上升，山西北台夷平面现已抬升到海拔3000米左右，与太行山山前断裂以东沉降的华北平原形成鲜明的对照。如果从太行山山前断裂两侧构造差异运动看，东侧下沉最大幅度为7000米，沉降中心在冀中凹陷，其西部上升3000米。这一升一降的叠加即便消除原来的地面高程，差异幅度也接近万米。虽然我们看到的华北盆地表面是一个一望无际的平原，感觉不到地壳运动的剧烈，可是新构造运动十分惊人，是我国最强烈的地区之一，比起珠穆朗玛峰的上升8000多米高度也毫不逊色。

3. 冀中板块

其西部边界为太行山山前断裂带，东界为沧东断裂带。包括华北板块平原基底上的冀中凹陷和沧县隆起。在这个板块内部的沧县隆起南部有一个里坦断陷盆地，它是北东走向，自中新生代以来长期下沉，沉积中心偏于西北部的不对称的窄长盆地。盆地西北侧的大城断裂为一个长期发育的北北东向高角度基底断裂，仅第三系落差即达350米，严格控制着新生代中下部的沉积；在这个狭窄的盆地区，新生代沉积厚度达3400米。在河间里坦断陷区，发生过1967年3月27日河间里坦6.3级地震和1973年12月31日河间5.1级地震等。本板块西部是冀中凹陷。向东与沧县隆起之间，在中生代拗曲运动中产生了一个规模较小且断续分布的冀中凹陷东侧断裂。板块的西部太行山山前断裂带的北东向分支断裂产生的束鹿断陷，插入冀中板块西部，那里发生过1966年3月的邢台6.8级和7.2级地震。

板块北部与燕山褶皱带南缘交接部位，有一个较大的新生代大厂断陷盆地。从局部构造上看，1679年平谷8级地震发生在大厂断陷的北端，即大厂西部呈北东走向的断裂与三河北近东西向断裂交会部位的端点。与此构造条件相似的是香河、宝坻地区，位于大厂断陷盆地的南端，在东部北东向边界断裂与东西向宝坻新断裂的交会处。大厂断陷是一个新生代至今仍在活动的断陷盆地，第四系厚度在4000米以上，说明近期沉降比较突出。从历史上看，自从平谷8级地震以来，北京地区东部平静状态持续了将近300年，能量应该有一定积累，从中长期预报角度看，在几十年内再发生中强地震是可能的，因此，对这个断陷盆地的地震危险性应予足够的重视。